

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЧВ

УДК 631.436

ТЕМПЕРАТУРОПРОВОДНОСТЬ КРИОМОФНЫХ ПОЧВ СТЕПНЫХ КОМПЛЕКСОВ НА МЕЛОВЫХ ПОРОДАХ

© 2021 г. Д. Г. Поляков^{а, *}, Т. А. Архангельская^б, А. Г. Рябуха^а, И. В. Ковда^с^аИнститут степи УрО РАН, ул. Пионерская, 11, Оренбург, 460000 Россия^бМГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия^сПочвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, Москва, 119017 Россия

*e-mail: polakovdg@yandex.ru

Поступила в редакцию 08.02.2021 г.

После доработки 01.04.2021 г.

Принята к публикации 07.04.2021 г.

Исследована теплопроводность почв с признаками криоморфизма, сформированных на меловых породах в Оренбургской области. Криоморфизм проявляется в наличии таких морфологических признаков криогенных процессов, как полигональный микрорельеф, клиновидные грунтовые жилы, интрузии, зоны скопления крупнозема и плитчатая почвенная структура. Комплексный почвенный покров представлен Calcaric Regosol на микроповышениях, Calcaric Regosol (Ochric) на микросклонах и Rendzic Calcaric Phaeozem в микропонижениях. Почвы характеризуются высокой пространственной вариабельностью основных физических свойств: гранулометрический состав варьирует от среднего суглинка до средней глины, плотность почв — от 1.07 до 1.53 г/см³. Измерения теплопроводности проводили методом регулярного режима в диапазоне от максимальной влажности почвы после насыщения образцов под напором до воздушно-сухого состояния. Относительно низкая теплопроводность — от 1.53×10^{-7} до 2.88×10^{-7} м²/с — характерна для гумусовых горизонтов в микрозападине; горизонты почв на микросклоне и микроповышении имеют большую теплопроводность — от 1.76×10^{-7} до 5.06×10^{-7} м²/с. Теплопроводность почв положительно коррелирует с их плотностью, толщиной плитчатых агрегатов, содержанием мела и крупнозема и отрицательно коррелирует с содержанием органического вещества и илистой фракции.

Ключевые слова: микрорельеф, палеокриогенез, комплексный почвенный покров, текстура почвы, крупнозем

DOI: 10.31857/S0032180X21090069

ВВЕДЕНИЕ

В современном почвоведении широко используется структурно-функциональный подход, основанный на представлении о тесной взаимосвязи структуры почвенного покрова и функционирования его компонентов [13, 19, 25, 26, 30, 32]. Особое внимание при таком подходе обращают на закономерности и следствия латерального перераспределения веществ и энергии [12, 18, 24]. Температура почвы и потоки тепла признаются важными факторами формирования сопряженных почв [1, 29, 34].

Почвенные комплексы, широко распространенные в различных природных зонах [33], давно признаны привлекательными объектами для изучения роли тепловых свойств почв в формировании температурного поля почвенного покрова и выявления возможных связей между свойствами и функционированием отдельных участков [3, 9, 20].

Однако изучению температурных режимов почвенных комплексов посвящено относительно немного работ. В большей степени такие исследования проводились на европейской территории России, в меньшей степени — в тундровых и других ландшафтах Сибири [1, 4–7, 9, 16, 17, 20, 27].

Наши исследования касаются почв специфических ландшафтных комплексов, распространенных на территории степной зоны юго-востока Восточно-Европейской равнины. Внешне они напоминают пятна-медальоны тундры из-за упорядоченных рядов микроповышений с голыми пятнами белой меловой породы, разделенных хорошо задернованными микропонижениями полигональной формы (рис. 1). В литературе эти объекты называют меловыми полигонами [21, 28, 35]. Они имеют небольшие по площади ареалы, но достаточно широко распространены в пределах Общего Сырта и Подуральского плато в России и Казахстане.



Рис. 1. Меловые полигоны: общий вид (А) и меловые пятна в центре микроповышения (Б), июнь 2020 г.

Наряду с признаками степного почвообразования в почвах меловых полигонов отчетливо прослеживаются признаки криогенных процессов [22, 42]. К последним можно отнести полигональность и упорядоченность микрорельефа, а также морфологические признаки, характеризующие собственно почвы, — клиновидность гумусовой толщи в микропонижениях, мозаичность горизонтов, инволюции, интрузии мелового материала, плитчатую оструктуренность. На микроуровне в шлифах хорошо выражены плитчатые, линзовидные и округлые агрегаты, типичные для криогенных почв. Ранее был сделан вывод об унаследованности современного облика меловых ландшафтов и сочетании в них палеокриогенных признаков с признаками современных криогенных процессов [41].

В современном функционировании почв меловых полигонов особую роль, по-видимому, играют меловые интрузии, пронизывающие почвенную толщу и соединяющие подстилающие меловые породы с меловым пятном на поверхности. По физическим свойствам они заметно отличаются от вмещающего материала обилием разноразмерных меловых включений, их наибольшей окатанностью и изометричностью, а также максимально выраженной криогенной оструктуренностью [41].

Следует ожидать, что наблюдаемое латеральное чередование минеральных меловых участков (интрузий и пятен) и гумусированных почв в задернованных ложбинах будет сопровождаться пространственным варьированием температуропроводности и, как следствие, температурного режима почв комплекса. Это подтвердилось прикопками, сделанными в зимнее время. Материал меловой интрузии имел шлировую текстуру с горизонтальными плитками минеральной массы, разделенными линзами льда, в то время как материал микрозападины не был промерзшим (рис. 2).

Ранее различия в скоростях прогревания и промерзания различных участков комплексного почвенного покрова, обусловленные пространственной вариабельностью температуропроводности почв, были выявлены в почвах Владимирского ополья при отсутствии выраженного микрорельефа [5, 6].

Сочетание микрорельефа и изменчивости тепловых свойств почв в пределах комплексов, вероятно, должно демонстрировать еще более яркую пространственную неоднородность потоков тепла в почвах, создавая локально неоднородное температурное поле. Выявление особенностей формирования температурного режима почв на разных элементах микрорельефа поможет оценить различия в скорости прогревания и охлаждения почв комплекса и возникающие градиенты температуры. Эти градиенты определяют функционирование почв при выраженном микрорельефе, направление и интенсивность термопереноса влаги и растворенных веществ между элементами комплекса, интенсивность современных криогенных процессов. В связи с этим было запланировано проведение лабораторного изучения температуропроводности почв меловых полигонов с последующим изучением их температурного режима при натурных исследованиях.

Данная работа отражает итоги исследований зависимости температуропроводности от влажности для характерных горизонтов в различных частях почвенного комплекса.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Изучены почвы траншеи, заложенной у с. Новопавловка Акбулакского района Оренбургской области (51°08'10" N, 55°37'16" E) на слабопологом склоне юго-западной экспозиции, примыкающем к р. Акмола на абсолютной высоте около 185 м над уровнем моря (рис. 3).



Рис. 2. Меловой (А) и гумусовый (Б) горизонты в промерзшем состоянии.

Район работ расположен на крайнем юго-востоке Восточно-Европейской равнины в пределах возвышенных эрозионно-денудационных пластово-ярусных равнин Подуральяского плато, расчлененных многочисленными реками и балками на небольшие по площади водораздельные массивы. Участок характеризуется близким залеганием и наличием выходов верхнемеловых отложений маастрихтского яруса [14]. Выходы верхнемеловых отложений представлены тонкодисперсным элювием мела (“меловой муки”) с включением дресвы, обломков мела, окаменевших остатков морских организмов. Мощность элювия не выдержана и колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров [28].

Климат континентальный (среднегодовая температура воздуха около 4°C) с холодной малоснежной зимой (средняя температура воздуха в январе -15°C), жарким летом (средняя температура воздуха в июле $+21^{\circ}\text{C}$) и значительным преобладанием испаряемости (800–900 мм) над осадками (260–390 мм). Основная часть осадков выпадает в период с мая по август. Максимум осадков отмечается в июле, минимум – в феврале. Продолжительность безморозного периода составляет около 140 дней. Глубина зимнего промерзания достигает 120–140 см, высота снежного покрова около 30 см. Зональный почвенный покров представлен черноземами, характерна комплексность почвенного и растительного покрова. В ботанико-географическом отношении изучаемая территория относится к зоне бедноразнотравных типчаково-ковыльных степей [10].

Подробное изучение меловых полигонов [22, 42] показало, что микрорельеф представлен правильными рядами округлых микроповышений размером 1.5–2 м с расстоянием между центрами соседних бугров 5–6 м, разделенных полигональ-

ной сетью ложбинообразных микропонижений глубиной 10–15 см и шириной около 30 см, расширяющихся в пересечениях до 1.5 м.

Классификация почв проведена с использованием WRB [40]. Морфологическое описание выполнено в соответствии с Руководством по описанию почв [39].

Почвенный покров организован в комплексы, сочетающие Rendzic Calcaric Phaeozem в микрозападине, Calcaric Regosol (Ochric) на микросклоне и Calcaric Regosol на микроповышении [41].

В почвах комплекса можно выделить три основных слоя: темно-серые и серые гумусированные горизонты (A); буровато-палевая толща (AC) со следами турбаций (@) и белая меловая толща подстилающих пород, проникающая на дневную поверхность в виде изогнутых интрузий (R') (рис. 4).

Образцы для лабораторных исследований отбирали из представительных горизонтов по элементам микрорельефа (рис. 4). Монолиты ненарушенного сложения вырезали из почвы в вертикальном направлении с помощью металлических цилиндров высотой 10 см и диаметром 4 см. Дополнительно отбирали насыпные образцы для определения основных свойств почвы. Из минеральных горизонтов, насыщенных крупноземом, вырезать монолиты не представлялось возможным, поэтому для этих горизонтов цилиндры набивали насыпным материалом.

Температуропроводность измеряли в лаборатории методом регулярного режима [36, 44]. Почвенные образцы в металлических цилиндрах, предварительно выдержанные при комнатной температуре около 23°C , герметично закрывали, помещали в жидкостный циркуляционный термостат с температурой воды 27°C и измеряли скорость нагревания почвы. Для каждого из девяти образцов провели измерения при влажности отбора и после капил-

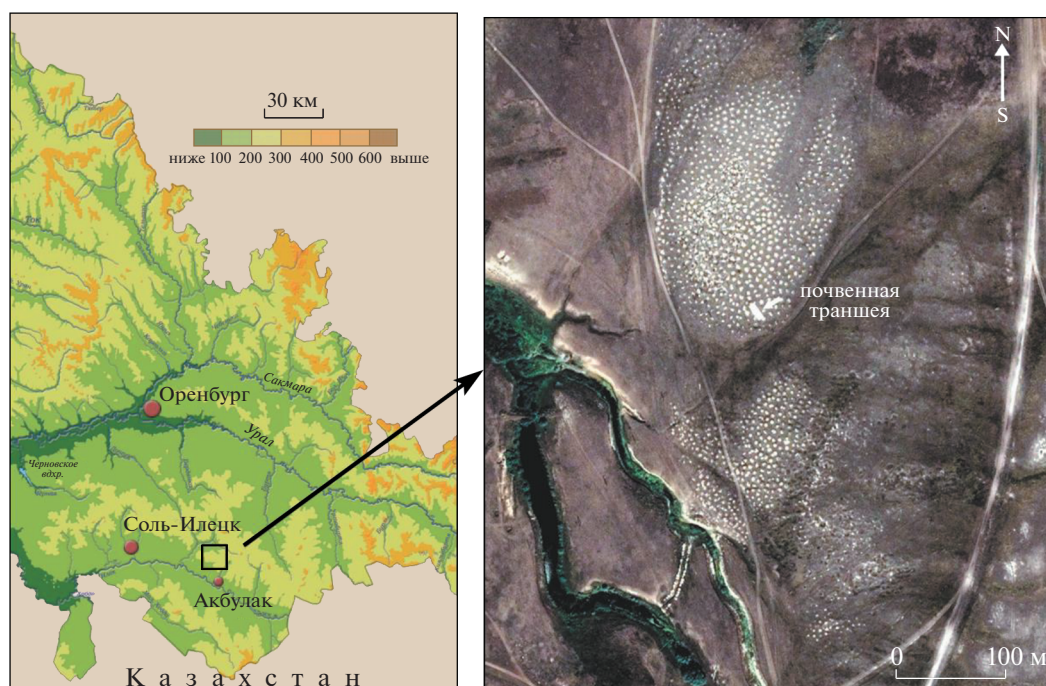


Рис. 3. Расположение ключевого участка на карте и космическом снимке.

лярного подпитывания. Затем образцы насыщали под напором до появления “зеркала” на поверхности и последовательно измеряли скорость прогревания каждого образца при 14–18 значениях влажности, постепенно подсушивая почву до воздушно-сухого состояния. Подробное описание методики получения зависимости температуропроводности от влажности приведено в работе [4].

Для каждого образца определяли рН водной суспензии потенциометрически, сумму солей в водной вытяжке при соотношении почва : вода 1 : 5 [31], плотность почвы термовесовым методом, гранулометрический состав пипет-методом с предварительной пирофосфатной диспергацией [36]. Содержание общего углерода определяли на анализаторе АН-7529 методом сухого сжигания в токе кислорода [23, 45], содержание неорганического углерода — автоматическим титрованием при разложении соляной кислотой, на этом же приборе. Содержание органического углерода рассчитывали, вычитая содержание неорганического углерода из содержания общего углерода. Эквивалентное содержание CaCO_3 рассчитывали, исходя из доли неорганического углерода в относительной молекулярной массе карбоната кальция.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Почвы комплекса характеризуются высокой пространственной вариабельностью гранулометрического состава, в основном за счет варьирования содержания крупнозема и физической глины

при общем низком содержании песчаной фракции (табл. 1).

По содержанию крупнозема горизонты разделяются на 3 группы в соответствии с классификацией Н.А. Качинского: слабокаменистые (0.5–5%), среднекаменистые (5–10%) и сильнокаменистые (более 10%) [8]. К сильнокаменным горизонтам относятся криотурбированные внедрения подстилающего мела (интрузии) и места их выхода на дневную поверхность, образующие меловые пятна, а также прилегающая к ним верхняя часть гумусового горизонта на микросклоне. Среднекаменистой является верхняя часть гумусового горизонта микрозападины; слабокаменистыми — криотурбированные почвенные горизонты AC@ , а также нижняя часть гумусового горизонта микрозападины.

По содержанию физической глины также можно выделить 3 группы: криотурбированные горизонты AC@ с высоким содержанием физической глины до 73–80%, которые по классификации Н.А. Качинского относятся к легким и средним пылеватым глинам [36]; верхние части гумусовых горизонтов А с содержанием физической глины 61–63%, характерным для легких глин, и внедрения подстилающего мела R'@ с широким диапазоном содержания физической глины от 33 до 53%, что соответствует средним и тяжелым суглинкам.

Плотность почвы наименьшая в верхней части гумусового горизонта микрозападины (1.07 г/см^3)

Таблица 2. Свойства исследованных почв: плотность образца в состоянии капиллярного насыщения (ρ_b), содержание органического углерода ($C_{орг}$), эквивалентное содержание $CaCO_3$, сумма водорастворимых солей ($\Sigma_{вс}$), средняя толщина плиток почвы ($Tп$), температуропроводность в воздушно-сухом состоянии ($\kappa_{вс}$), при влажности отбора образцов ($\kappa_{оо}$), при влажности капиллярного насыщения ($\kappa_{кн}$), влажности после насыщения под напором ($\kappa_{нн}$)

Горизонт, глубина отбора, см	№ образца	ρ_b , г/см ³	$C_{орг}$	$CaCO_3$	$\Sigma_{вс}$	$T_{п}$, мм	$\kappa_{вс}$	$\kappa_{оо}$	$\kappa_{кн}$	$\kappa_{нн}$
			%				$\times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$			
Rendzic Calcaric Phaeozem, микропонижение										
A, 5–15	1	1.07	3.6	57.0	0.31	0	1.53	2.41	2.76	2.65
A, 43–53	2	1.14	1.3	70.3	0.50	0	1.82	2.41	2.71	2.88
Calcaric Regosol (Ochric), микросклон										
A, 3–13	3	1.34	1.8	70.7	0.64	0	2.47	3.17	3.88	3.23
AC@, 15–25	4	1.18	0.8	79.0	0.64	1	1.76	2.82	2.65	3.00
R'@, 35–45	5*	1.48	0	92.7	0.26	5	2.65	—	3.28	5.06
Calcaric Regosol , микроповышение										
R'@, 0–10	6*	1.38	0	84.7	0.88	2	2.06	—	4.29	4.18
R'/AC@, 10–20	7	1.53	0	86.9	0.73	2	2.00	4.35	4.29	3.29
AC@, 40–50	8	1.29	0.4	77.8	0.32	2	1.88	2.82	2.82	2.94
AC@, 57–67	9	1.47	0	84.7	0.17	2	2.12	4.70	3.18	3.41

* Набивные образцы.

Изменчивость основных почвенных свойств в пределах комплекса сопровождается значительной пространственной вариабельностью температуропроводности почв, которая при влажности отбора образцов менялась от $2.41 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ в микропонижении до $4.70 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ в нижней части профиля на микросклоне. В воздушно-сухом состоянии минимальное значение температуропроводности для образцов ненарушенного сложения ($1.53 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$) получено для образца 1 (приповерхностный горизонт микрозападины); максимальное ($2.47 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$) — для образца 3 (верхняя часть почвы микросклона). Различия в температуропроводности образцов 1 и 3 более чем в 1.6 раза можно объяснить значительной разницей между ними в плотности почвы и в содержании органического вещества.

С увеличением влажности температуропроводность всех исследованных горизонтов возрастает, причем этот рост наиболее выражен в образцах с большим содержанием мелового материала и крупнозема (рис. 5). В исследованном диапазоне влажности отношение максимальной полученной температуропроводности к минимальной варьирует в пределах от 1.8 (образец 2) до 2.3 (образцы 1, 7, 8). В целом меловой материал обладает более высокой температуропроводностью, чем гумусированные горизонты. Помимо плотности и содержания органического вещества ключевую роль в формировании этих расхождений играет текстура (гранулометрический состав) исследованных почв, в частности, содержание крупнозе-

ма, который способствует увеличению температуропроводности почвы благодаря быстрому переносу тепла в отдельных минеральных зернах и крупных обломках породы.

Говоря о характере полученных кривых, следует отметить выраженный разброс экспериментальных точек относительно тренда, что можно объяснить наличием крупнодисперсных включений и плитчатостью структурных отдельностей и, следовательно, недостаточной гомогенностью использованных образцов. В процессе очередного измерения влага за счет термопереноса перемещается внутри образца, формируя новые водные пробки, расположение которых не совпадает с тем, которое было при предыдущем измерении. Это приводит к изменению путей конвективного переноса тепла, незаметное в относительно гомогенных образцах, но приводящее к более или менее выраженным скачкам последовательно измеренных значений температуропроводности в случае выраженно гетерогенных образцов.

Форма зависимостей температуропроводности от влажности различна для гумусированных и меловых горизонтов. Для гумусированных горизонтов (образцы 1–4) получены кривые с выполаживанием, характерные для глинистых почв. Меловые горизонты демонстрировали рост температуропроводности практически во всем диапазоне влажности; в ряде случаев некоторое выполаживание кривой в диапазоне влажности 0.15–0.20 г/г сменялось резким ростом при более высоких значениях влажности (набивные образ-

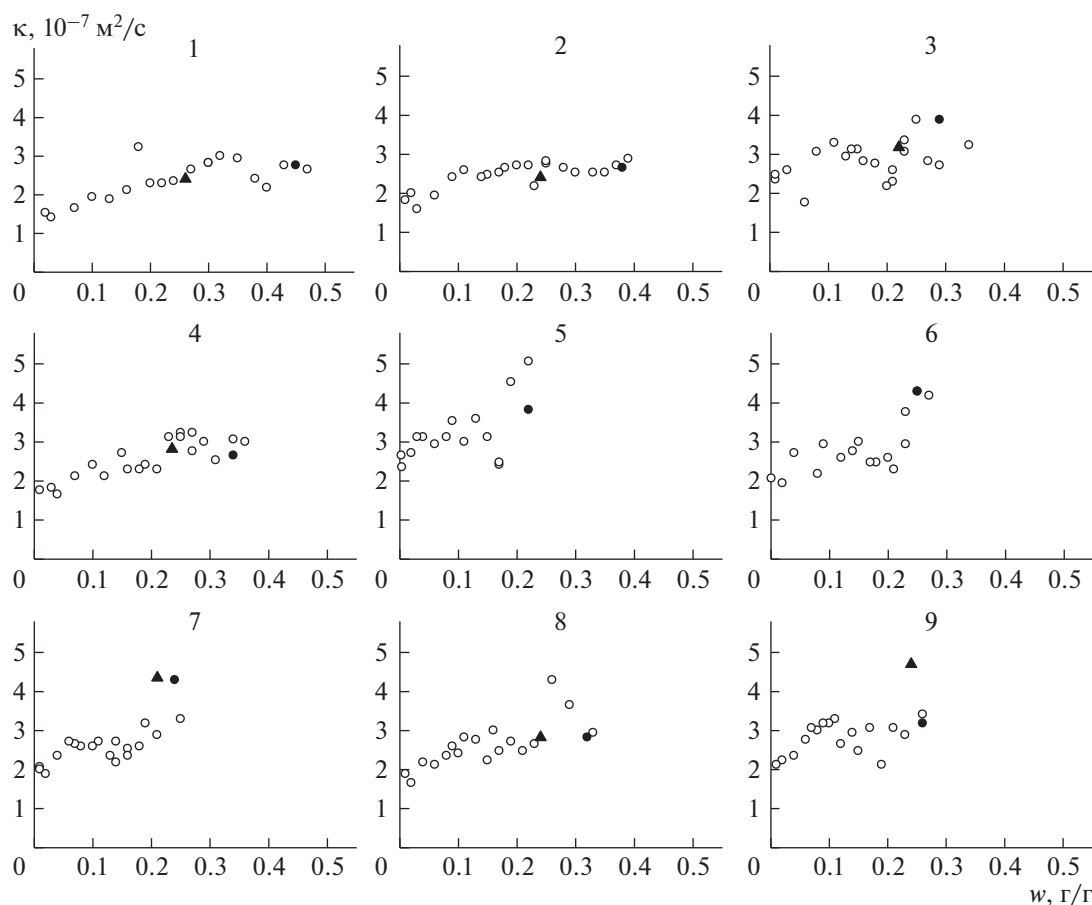


Рис. 5. Зависимости температуропроводности (κ) от влажности (w), полученные в режиме постепенного иссушения образцов после насыщения под напором (белые символы). Черными треугольниками отмечена температуропроводность при влажности отбора образцов 18.10.2019; черными кружками — температуропроводность при капиллярном насыщении. Номера образцов как в табл. 2.

цы 5–6 и образец ненарушенного сложения 7). Мы предполагаем, что данный эффект обусловлен особенностями строения порового пространства исследованных почв, которое благоприятствует интенсивному конвективному переносу тепла в области высоких значений влажности.

Корреляционный анализ подтвердил, что ключевую роль в формировании выявленных расхождений в температуропроводности исследованных

горизонтов играет плотность почвы, а также содержание органического вещества (табл. 3), что соответствует ранее выявленным закономерностям [43, 46–48].

Наблюдается определенная связь между температуропроводностью и гранулометрическим составом почв, что согласуется с другими исследованиями [2, 11, 15, 37, 38]. При этом в почвах меловых полигонов основную роль играет содержание

Таблица 3. Коэффициенты корреляции между температуропроводностью почв при различной влажности и основными свойствами почвы. Объем выборки для $\kappa_{\text{оо}}$ — 7, для $\kappa_{\text{вс}}$, $\kappa_{\text{кн}}$, $\kappa_{\text{нн}}$ — 9. Обозначения аналогичны табл. 1 и 2

Свойства	ρ_b	CaCO_3	$C_{\text{орг}}$	>1 мм	<0.001 мм	Тп, мм
$\kappa_{\text{вс}}$	0.71	0.60	−0.46	0.46	−0.54	0.60
$\kappa_{\text{оо}}$	0.93	0.77	−0.66	0.15	−0.45	0.70
$\kappa_{\text{кн}}$	0.69	0.44	−0.38	0.66	−0.61	0.21
$\kappa_{\text{нн}}$	0.65	0.75	−0.57	0.75	−0.75	0.86

крупнозема и илистой фракции. Следует отметить высокие значения коэффициента корреляции температуропроводности с содержанием мела в почвенном материале и толщиной плитчатых отделностей, в особенности полученные для влажных почв после насыщения под напором.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Температуропроводность почв меловых полигонов Подуральского плато нелинейно возрастает с увеличением влажности почвы. Форма кривых зависит от свойств почв: температуропроводность гумусовых горизонтов замедляет свой рост по мере увеличения влажности почвы, в то время как для минеральных горизонтов характерен выраженный рост и при высоких значениях влажности. Температуропроводность горизонтов тем больше, чем больше их плотность, содержание мела, крупнозема и толщина плитчатых отделностей. Горизонты с повышенным содержанием гумуса и илистой фракции обладают более низкой температуропроводностью. В связи с этим наблюдается латеральная изменчивость температуропроводности: наименьшие значения характерны для Phaeozem в микропонижениях, а наибольшие для Regosol на микроповышениях и микросклонах.

Лабораторные исследования подтвердили предположение о наличии существенных различий в температуропроводности почв комплекса. Вместе с тем следует признать, что свойства почв не являются единственным фактором, полностью определяющим их температурный режим. Значительную роль играют потоки тепла между почвой и атмосферой, которые в первую очередь зависят от экспозиции поверхности почвы, наличия растительности, затрат тепла на испарение, обусловленных влажностью почвы, а в зимний период — от мощности снежного покрова. Поэтому полученные данные не позволяют сделать однозначных выводов о расхождении в температурных режимах почв комплекса, но безусловно являются веским аргументом в пользу продолжения исследований в данном направлении.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках темы НИР ИС УрО РАН АААА-А21-121011190016-1, темы НИР Почвенного института им. В.В. Докучаева АААА-А19-119081690029-4. Лабораторные работы выполнены при поддержке грантов РФФИ № 19-04-01298 и 20-05-00556.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алифанов В.М. Палеокриогенез и современное почвообразование. Пушкино, 1995. 318 с.
2. Архангельская Т.А. Параметры зависимости температуропроводности минеральных почв от влажности для различных текстурных классов // Почвоведение. 2020. № 1. С. 44–55. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20010037>
3. Архангельская Т.А. Температурный режим комплексного почвенного покрова. М.: ГЕОС, 2012. 282 с.
4. Архангельская Т.А. Температуропроводность серых лесных почв Владимирского ополья // Почвоведение. 2004. № 3. С. 332–342.
5. Архангельская Т.А., Бутылкина М.А., Мазиров М.А., Прохоров М.В. Свойства и функционирование пахотных почв палеокриогенного комплекса Владимирского ополья // Почвоведение. 2007. № 3. С. 261–271.
6. Архангельская Т.А., Губер А.К., Мазиров М.А., Прохоров М.В. Температурный режим комплексного почвенного покрова Владимирского ополья // Почвоведение. 2005. № 7. С. 832–843.
7. Большаков А.Ф. О тепловом режиме почв // Проблемы советского почвоведения. 1941. № 12. С. 119–133.
8. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв и грунтов. М.: Высшая школа, 1973. 399 с.
9. Васильевская В.Д., Караваева Н.А., Наумов Е.М. Формирование структуры почвенного покрова полярных областей // Почвоведение. 1993. № 7. С. 44–55.
10. Географический атлас Оренбургской области. Оренбург: Институт степи УрО РАН, РГО, 2020. 160 с.
11. Герайзаде А.П. К вопросу о линейной зависимости коэффициента температуропроводности от механического состава почв // Почвоведение. 1974. № 10. С. 120–123.
12. Глазовская М.А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов. М.: Высшая школа, 1988. 328 с.
13. Горячкин С.В. Почвенный покров Севера (структура, генезис, экология, эволюция). М.: ГЕОС, 2010. 413 с.
14. Государственная геологическая карта СССР. М-40. 1946.
15. Димо В.Н. К вопросу о зависимости между температуропроводностью и влажностью почв // Почвоведение. 1948. № 12. С. 729–734.
16. Димо В.Н. Тепловой режим почв СССР. М.: Колос, 1972. 360 с.
17. Димо Н.А., Келлер Б.А. Полупустынные почвенные образования юга Царицынского уезда. Их генезис и морфология // В области полупустыни. Саратов: Изд-во Саратовского губернского земства, 1907. Ч. 1. 318 с.
18. Дмитриев Е.А. К генезису почв и почвенного покрова Владимирского ополья вблизи Суздаля //

- Вестник Моск. ун-та. Сер. 17. Почвоведение. 2000. № 1. С. 3–9.
19. Карпачевский Л.О. Пестрота почвенного покрова в лесных биогеоценозах. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. 312 с.
20. Келлер Б.А. К вопросу о сравнительной температуре почв в комплексах и мокрых солонцах полупустыни // Тр. Тифлисского бот. сада. 1913. Вып. XII. Кн. 2. С. 7–113.
21. Климентьев А.И., Чибилев А.А., Блохин Е.В., Грошев И.В. Красная книга почв Оренбургской области. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 295 с.
22. Ковда И.В., Рябуха А.Г., Поляков Д.Г., Левыкин С.В., Петрищев В.П., Яковлев И.Г., Норейка С.Ю., Ряхов Р.В. Криогенные признаки в почвах меловых полигонов Оренбургской области // Почвы в биосфере. Томск, 2018. С. 37–41.
23. Козут Б.М., Большаков В.А., Фрид А.С., Краснова Н.М., Бродский Е.С., Кулешов В.И. Аналитическое обеспечение мониторинга гумусового состояния почв. М.: Изд-во РАСХН, 1993. 73 с.
24. Козловский Ф.И. Варьирование засоленности и ее факторов внутри ЭПА солонцов // Структура почвенного покрова и использование почвенных ресурсов. М.: Наука, 1978. 216 с.
25. Козловский Ф.И. Пути и перспективы дальнейшего развития концепции структуры почвенного покрова // Почвоведение. 1992. № 4. С. 5–14.
26. Козловский Ф.И. Современные естественные и антропогенные процессы эволюции почв. М.: Наука, 1991. 196 с.
27. Куликов А.И. Пространственные мерзлотно-гидротермические микроконтрасты в почвенном покрове // Почвоведение. 1997. № 4. С. 505–509.
28. Михно В.Б. Меловые ландшафты Восточно-Европейской равнины. Воронеж: Петровский сквер, 1992. 232 с.
29. Остроумов В.Е., Макеев О.В. Температурное поле почв: закономерности развития и почвообразующая роль. М.: Наука, 1985. 192 с.
30. Соколов И.А. Теоретические проблемы генетического почвоведения. Новосибирск, 2004. 288 с.
31. Теория и практика химического анализа почв. М.: ГЕОС, 2006. 400 с.
32. Фридланд В.М. Структуры почвенного покрова мира. М.: Мысль, 1984. 235 с.
33. Фридланд В.М., Сорокина Н.П., Кальван В.К. Исследование структуры почвенного покрова на уровне элементарных почвенных ареалов и его значение // Структура почвенного покрова и использование почвенных ресурсов. М.: Наука, 1978. С. 79–91.
34. Худяков О.И. Криогенез и почвообразование. Пушкино, 1984. 196 с.
35. Чибилев А.А., Мусихин Г.Д., Павлейчик В.М., Петрищев В.П., Сивохин Ж.Т. Геологические памятники природы Оренбургской области. Оренбург: Оренбургское кн. изд-во, 2000. 400 с.
36. Шеин Е.В., Архангельская Т.А., Гончаров В.М., Губер А.К., Початкова Т.Н., Сидорова М.А., Смагин А.В., Умарова А.Б. Полевые и лабораторные методы исследования физических свойств и режимов почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 200 с.
37. Abu-Hamdeh N.H. Thermal properties of soils as affected by density and water content // Biosystems Engineering. 2003. V. 86(1). P. 97–102. [https://doi.org/10.1016/S1537-5110\(03\)00112-0](https://doi.org/10.1016/S1537-5110(03)00112-0)
38. Arkhangelskaya T., Lukyashchenko K. Estimating soil thermal diffusivity at different water contents from easily available data on soil texture, bulk density, and organic carbon content // Biosystems Engineering. 2018. V. 168. P. 83–95. <https://doi.org/10.1016/j.biosystemseng.2017.06.011>
39. Guidelines for Soil Description (4th edition), FAO, Rome, 2006.
40. IUSS Working Group W.R.B., FAO, Rome, 2015
41. Kovda I., Polyakov D., Ryabukha A., Lebedeva M., Khaydapova D. Microrelief and spatial heterogeneity of soils on limestone, SubUral plateau, Russia: attributes and mechanism of formation // Soil Till. Res. 2021. V. 209. P. 104931. <https://doi.org/10.1016/j.still.2021.104931>
42. Kovda I., Ryabukha A., Polyakov D. Cryogenic processes in soils of chalky landscapes in steppe zone south of the Orenburg region // IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci. 2019. V. 368. P. 012026. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/368/1/012026>
43. Matyshak G.V., Goncharova O.Y., Moskalenko N.G., Walker D.A., Epstein H.E., Shur Y. Contrasting Soil Thermal Regimes in the Forest-Tundra Transition Near Nadym, West Siberia, Russia // Permafrost and Periglacial Processes. 2015. V. 28(1). P. 108–118. <https://doi.org/10.1002/ppp.1882>
44. Parikh R.J., Havens J.A., Scott H.D. Thermal diffusivity and conductivity of moist porous media // Soil Sci. Soc. Am. J. 1979. V. 43. P. 1050–1052.
45. Schumacher B.A. Methods for the determination of total organic carbon (toc) in soils and sediments. Ecological Risk Assessment Support Center, Las Vegas, 2002.
46. Tong B., Kool D., Heitman J.L., Sauer T.J., Gao Z., Horton R. Thermal property values of a central Iowa soil as functions of soil water content and bulk density or of soil air content // Eur. J. Soil Sci. 2019. V. 71(2). P. 169–178. <https://doi.org/10.1111/ejss.12856>
47. Usovich B., Łukowski M.I., Rüdiger C., Walker J.P., Marczewski W. Thermal properties of soil in the Murrumbidgee River Catchment (Australia) // Int. J. Heat and Mass Transfer. 2017. V. 115. P. 604–614. <https://doi.org/10.1016/j.ijheatmasstransfer.2017.08.021>
48. Zhu D., Ciais P., Krinner G., Maignan F., Puig A.J., Hugelius G. Controls of soil organic matter on soil thermal dynamics in the northern high latitudes // Nat Commun. 2019. V. 10. P. 3172. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-11103-1>

Thermal Diffusivity of Cryomorphic Soils of Steppe Complexes on Limestone

D. G. Polyakov^{1, *}, T. A. Arkhangelskaya², A. G. Ryabukha¹, and I. V. Kovda³

¹*Institute of Steppe, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Orenburg, 460000 Russia*

²*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

³*Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia*

**e-mail: polakovdg@yandex.ru*

Thermal diffusivity of cryomorphic soils formed on limestone in Orenburg oblast was studied. Soils were identified as cryomorphic basing on morphological features such as: polygonal microrelief, ground ice wedges, involutions, accumulations of coarse fraction, and platy soil structure. Complex soilscape is presented by Calcaric Regosols at microhighs, Calcaric Regosols (Ochric) at microslopes and Rendzic Calcaric Phaeozems in microdepressions. Soils are characterized by high spatial variability of main physical properties: soil texture varies from sandy loams to clays, soil bulk density – from 1.07 to 1.53 g/cm³. The objective of present study was to investigate the soil thermal diffusivity vs. water content dependencies for different horizons of soils representing the studied complex. The unsteady-state method was applied to samples with different water contents from the maximal one after saturating samples under pressure to that corresponding to air-dry soil. Relatively low thermal diffusivity from 1.53×10^{-7} to 2.88×10^{-7} m²/s is typical for humus horizons in microdepression; soil horizons at microslope and microhigh demonstrate higher thermal diffusivity, namely, from 1.76×10^{-7} to 5.06×10^{-7} m²/s. Soil thermal diffusivity correlates positively with bulk density, platy aggregates thickness, content of limestone fragments (gravel and stones) and correlates negatively with organic matter and clay contents.

Keywords: microrelief, paleocryogenesis, complex soilscape, spatial variability, soil texture, platy structure, gravel